Untersuchung der atmosphärischen Trübung in Basel und ihrer Abhängigkeit von den Wetterlagen

Verkürzte Fassung der
Inauguraldissertation
zur
Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie
vorgelegt der
Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel
von
Martin Krammer
aus Pressburg (Tschechoslowakei)

1967

1970
Springer-Verlag / Wien · New York

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren

Dr. M. Bider und PD Dr. W. Schüepp

Basel, den 6. Juni 1967 Prof. Dr. H. Huber

Herrn Martin Krammer wurde von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel am 6. 6. 1967 erlaubt, diese verkürzte Fassung seiner am 6. 6. 1967 genehmigten Inauguraldissertation drucken zu lassen. Die vollinhaltliche Arbeit mit dem Titel:

Untersuchung der atmosphärischen Trübung in Basel

kann eingesehen oder entliehen werden:

1. in der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt der Universität Basel;
2. in der Universitätsbibliothek Basel;
3. in der Schweizerischen Landesbibliothek in Bern.

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Separatdruck aus Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Band 18, Heft 1, Jahr 1970

Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 18, 53—82 (1970)

551.521.3 : 551.593.54 (494)

Astronomisch-Meteorologische Anstalt der Universität Basel, Schweiz

Untersuchung der atmosphärischen Trübung in Basel und ihrer Abhängigkeit von den Wetterlagen

Martin Krammer

Mit 10 Abbildungen

Eingegangen am 14. September 1969

Zusammenfassung

Die Ergebnisse von Trübungsbestimmungen mit Aktinometern in Basel aus den Jahren 1958—1960 werden im Zusammenhang mit den Witterungslagen bearbeitet. Bei einem durchschnittlichen Wert von $B = 0{,}127$ ergeben sich für Föhnlagen sowie für Hochdrucklagen mittlere Werte von 0,090—0,100, für flache Druckverteilung und für Advektionslagen kontinentaler Luft solche von 0,140—0,170. Maritime Luftmassen zeigen durchwegs geringere Trübung als kontinentale, was auf einen Unterschied der mitgebrachten Trübung hinweist; daneben spielen aber auch die Unterschiede der Durchmischung eine wesentliche Rolle.

Es zeigt sich, daß die Trübung sowohl von den Boden- als auch von den Höhenwinden abhängig ist. Während der Höhenwind eher indirekt als Indikator für die Witterungslagen auftritt, die unterschiedliche Bedingungen für die Trübungsanhäufung und auch für den großräumigen Trübungstransport bringen, treten die Bodenwinde als direkte Möglichkeiten des Trübungstransports in Erscheinung. Vor allem bei Abwesenheit großräumiger Luftmassenadvektion während mehrerer Tage tritt der Einfluß der Bodenwinde stark hervor. In dieser Situation können auch recht bedeutende Unterschiede innerhalb des Stadtgebietes mit Maxima im Lee der Trübungsquellen beobachtet werden, wie die Bearbeitung von Meßfahrten der Jahre 1963—1965 zeigt.

Summary

Investigation on the Atmospheric Turbidity at Basle and Its Relations with the Weather Situations

The results of turbidity measurements undertaken at Basle in the years 1958 to 1960 by means of actinometers are discussed in their relations with the weather situations. Whereas the overall average value is $B = 0.127$, the mean values for

foehn and for high pressure situations are between 0.090 and 0.100; for flat pressure distribution and for situations of advection of continental air they amount to 0.140—0.170. Maritime air masses generally show smaller turbidity than continental ones, what indicates differences of the turbidity advected; besides, differences of air mixing may play a considerable rôle too.

It is a feature that the turbidity depends on the surface winds as well as on the uper winds. While the upper winds are a more indirect indicator of the weather situations which produce different conditions for the accumulation and for the large-scale transport of turbidity, the surface winds are more effective for the transport of turbidity. Especially during the absence of large-scale air mass advection during a few days, the effect of surface winds becomes predominent. In such situations important differences within the town can be observed with maxima in the lee of the turbidity sources, what could be stated by means of measuring trips in 1963—1965.

Erklärung der Symbole

i_λ	Intensität der monochromatischen Strahlung an der Erdoberfläche,
$i_{0\lambda}$	Intensität der monochromatischen Strahlung an der Obergrenze der Atmosphäre,
λ	Wellenlänge der Strahlung,
m_l	Weglänge der Strahlen in der reinen Luft (Luftmasse, $m_l = 1$ für senkrechten Strahleneinfall bei $p = 760$ mm Hg),
m_d	Weglänge der Strahlen in getrübter Luft ($m_d = 1$ für senkrechten Strahleneinfall),
m_w	Weglänge der Strahlung in der Wasserdampfschicht ($m_w = 1$ für senkrechten Strahleneinfall),
$q_{l\lambda}$	Transmissionskoeffizient der reinen Luft,
$q_{d\lambda}$	Transmissionskoeffizient des Aerosols,
$q_{w\lambda}$	Transmissionskoeffizient des Wasserdampfes,
B	Trübungskoeffizient nach W. SCHÜEPP (definiert mit Gl. 2),
α	Wellenlängenexponent nach W. SCHÜEPP (definiert mit Gl. 2),
w	Wasserdampfmenge (in cm precipitable water),
I_b	gemessene Intensität der Sonnenstrahlung im Wellenlängenbereich 0— 525 mμ,
I_Δ	gemessene Intensität der Sonnenstrahlung im Wellenlängenbereich 525— 710 mμ,

I_r gemessene Intensität der Sonnenstrahlung im Wellenlängenbereich 710—2800 mμ,

C_b, C_Δ, C_r Reduktionsfaktoren zur Eliminierung systematischer Fehler, die Folgen der Eichfehler des Aktinometers und der Filter sind. Die Reduktionsfaktoren werden aus einem umfangreichen Beobachtungsmaterial bestimmt.

S Reduktionsfaktor auf mittlere Sonnenentfernung,

$K_{b,w=1,\Omega=0}$; $K_{\Delta,\Omega=0}$; $K_{r,\Omega=0}$ Reduktionsfaktoren auf wasserdampf- und ozonfreie Atmosphäre,

$K_{b,m_1=2}$; $K_{\Delta,m_1=2}$; Reduktionsfaktoren für reine Atmosphäre mit der Luftmasse 2,

$K_{r,m_1=0}$ Reduktionsfaktor zur Elimination der Streuung reiner Luft im Wellenlängenbereich 710—2800 mμ,

L Korrektur zur Kompensation der nichtkorrekten Aufspaltung des Integrals (Gl. 3c, rechte Seite),

$k_{d\lambda}$ dekadischer Extinktionskoeffizient des atmosphärischen Aerosols,

$M = 0{,}4334$ Briggsche Zahl,

$k_{rd\lambda}$ Extinktionskoeffizient eines trübenden Teilchens mit Radius r,

K Streuquerschnitt,

$\varkappa$ Streuparameter,

r Teilchenradius,

N Anzahl der trübenden Teilchen,

n Brechungsindex der trübenden Teilchen,

ν Exponent der Jungeschen Größenverteilung.

1. Einleitung

Die Kenntnisse der atmosphärischen Strahlungsströme und die Berücksichtigung der Ursachen und Vorgänge, die ihre Modifikation bewirken, bieten die Möglichkeit, diese Ursachen selbst zu untersuchen. So ermöglicht insbesondere die Bestimmung des Strahlungsverlustes, den die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre erleidet, unter der Voraussetzung, daß zwischen diesem und der Quantität der ihn verursachenden Substanzen eine eindeutige Beziehung besteht, die Menge dieser Substanzen zu bestimmen. In diesem Sinne hat u. a. W. Schüepp [1] eine Methode ausgearbeitet, die aus Messungen der Sonnenstrahlung am Erdboden in mehreren Spektral-

bereichen der Strahlung und mit der Kenntnis der Strahlungsintensität an der Obergrenze der Atmosphäre den Strahlungsverlust durch Extinktion fremder Substanzen im Strahlungsweg einen Parameter für die Extinktion zu bestimmen gestattet. In der vorliegenden Arbeit werden die nach dieser Methode bestimmten Trübungskoeffizienten zur Charakterisierung der Witterung, speziell für das Gebiet von Basel, verwendet.

2. Die Bestimmung der Trübungsgrößen

2.1. Die Bestimmung der Trübungsparameter mit den Gleichungen nach W. SCHÜEPP

Die Intensitätsverluste der direkten Sonnenstrahlung in der Atmosphäre können als Folge der nachgenannten Vorgänge aufgefaßt werden:

a) der Streuung an den Luftmolekülen,

b) der Streuung an Dunst- und anderen Aeorosolteilchen,

c) der (selektiven) Absorption durch atmosphärische Gase, vor allem durch Wasserdampf und Ozon.

Wenn man für diese drei Faktoren Transmissionskoeffizienten definiert, gilt für die Intensität der monochromatischen Strahlung am Erdboden:

$$i = i_{o\lambda} (q_{l\lambda})^{m_l} (q_{d\lambda})^{m_d} (q_{w\lambda})^{m_w}, \tag{1}$$

ebenso für das Integral dieser Gleichung über irgendeinen Wellenbereich. Aufgrund von Aktinometermessungen mit den Schottschen Filtern OG 1 und RG 8 kann man den Gesamtbereich der Sonnenstrahlung in drei Teile aufspalten. Die drei Gleichungen, nämlich die Integrale der Gl. (1) für die drei erwähnten Wellenlängenbereiche, dienen dazu, die drei Unbekannten: B und α zur Charakterisierung des atmosphärischen Aerosols sowie w für die Wasserdampfmenge zu bestimmen. Zu diesem Zweck wird die Streuung der reinen Luft aufgrund der Gleichung von RAYLEIGH berechnet. Für die Wasserdampfmenge läßt sich mittels der Formel von HANN ein erster Näherungswert aus dem Dampfdruck am Erdboden bestimmen. Für $q_{d\lambda}$ führt W. SCHÜEPP den Ansatz:

$$q_{d\lambda} = 10^{-B(2\lambda)^{-\alpha}} \tag{2}$$

ein. Für die drei Wellenlängenbereiche ergeben sich folgende drei Gleichungen:

$$\log I_b + \log C_b + \log S + \log K_{b,\,w=1,\,\Omega=0} + \log K_{b,\,m_1=2} = \tag{3a}$$
$$\log \sum_{0}^{525} i_{o\lambda}\, 10^{-k_l \lambda^{-4{,}05} \cdot 2 - B(2\lambda)^{-\alpha} m_d}\, \Delta\lambda = \log I_{b\rightarrow}$$

$$\log I_\Delta + \log C_\Delta + \log S + \log K_{\Delta,\,\Omega=0} + \log K_{\Delta,\,m=2} = \tag{3b}$$
$$\log \sum_{525}^{710} i_{o\lambda}\, 10^{-k_l \lambda^{-4{,}05} \cdot 2 - B(2\lambda)^{-\alpha} m_d}\, \Delta\lambda = \log I_{\Delta\rightarrow}$$

$$\log I_r + \log C_r + \log S + \log K_{r,\,\Omega=0} + \log K_{r,\,m_l=0} + \log L = \tag{3c}$$
$$\log \sum_{710}^{2800} i_{o\lambda}\, \Delta\lambda + \log \sum_{710}^{2800} 10^{-B(2\lambda)^{-\alpha} m_d}\, \Delta\lambda + \log \sum_{710}^{2800} 10^{-f\lambda(W,\,m_w)}\, \Delta\lambda.$$

Für die Korrektionsgrößen liegen Tabellen vor, somit können mit (3a) und (3b) die zwei „Eingangswerte" $I_{b\rightarrow}$, $I_{\Delta\rightarrow}$ berechnet werden, die in einem Diagramm B und α bestimmen. Wenn man einmal B und α kennt, kann man aus (3c) $\operatorname{Log} \sum_{710}^{2800} 10^{-f\lambda(W,\,m_w)}\, \Delta\lambda$ berechnen; diese Größe ist als Funktion von W ebenfalls tabelliert[1].

2.2. Die Messung der Strahlungsintensität

Die zur Berechnung der Trübungsparameter erforderlichen Werte der Intensität der direkten Sonnenstrahlung wurden mit Hilfe des Bimetallaktinometers Michelson-Marten Nr. 351 bestimmt. Das Instrument wurde im Sommer 1957 im Physikalisch-Meteorologischen Observatorium Davos mit dem dortigen Standard-Ångström-Kompensationspyrheliometer geeicht. Sein Eichfaktor beträgt $E = 2{,}8 \cdot 10^{-5} T_s + 2{,}005 \cdot 10^{-2}$ cal/cm² · $S\,k\,t \pm 0{,}5\,\%$, wobei T_s die Anzeige an einer Verstellschraube für die Nullstellung, somit eine nur von der Temperatur abhängige Größe ist.

Die für die Bestimmung der Trübungsparameter erforderliche Unterteilung des Gesamtsprektralbereichs der Sonnenstrahlung wurde durch Verwendung der Schott-Filter OG 1 und RG 8 erzielt:

Bezeichnung	Nummer	Jahrgang	Durchlässigkeitsbereich	Reduktionsfaktor
OG 1	5706	1957	525—2800 mμ	1,109 ± 1 %
RG 8	5708	1957	710—2700 mμ	1,021 ± 1 %

Durch Differenzbildung erhält man die Intensität der breiten Spektralbereiche 0—525 mμ, 525—710 mμ, 710—2800 mμ, wenn man die (sehr geringe) Intensität oberhalb 2700 mμ bzw. 2800 mμ vernachlässigt.

---

[1] Für eine detaillierte Darstellung der Berechnungs- und der Meßmethodik sowie für die Fehlerbetrachtungen siehe W. Schüepp [1], P. Valko [2a] oder auch M. Krammer [3].

Das für die vorliegende Untersuchung benutzte Beobachtungsmaterial umfaßt 840 Messungen und stammt aus der Zeit von Januar 1958 bis Dezember 1960, mit einer Unterbrechung im September/Oktober 1960. Naturgemäß entstammen dem Sommerhalbjahr wesentlich mehr Messungen als dem Winterhalbjahr.

2.3 Resultate der Trübungsbestimmungen

Die rund 840 Einzelmessungen des Trübungskoeffizienten ergaben einen Mittelwert von $\overline{B} = 0{,}127$. Wenn wir diesen Wert mit den mittleren Werten, die W. SCHÜEPP [1] und VALKO [2b] veröffentlichten, vergleichen, ergibt sich, daß in Basel die mittlere Trübung größer ist als in Locarno oder Potsdam (vgl. Tab. 1).

Tabelle 1. *Mittel- und Extremwerte des Trübungskoeffizienten*

	Mittelwert	Absolutes Minimum	Absolutes Maximum
Locarno-Monti	0,080	0,021	0,337
Potsdam	0,084	0,029	0,316
Basel-Binningen	0,127	0,010	0,469

Für Zürich stehen nur wenige Werte zur Verfügung. Doch zeigt W. SCHÜEPP ([1], Tab. 48, S. 341), daß dort ein mittlerer Trübungskoeffizient von 0,124 gelten dürfte. Für Stockholm gibt er daselbst einen mittleren Trübungskoeffizienten von $\overline{B} = 0{,}080$ an.

ÅNGSTRÖM [4] hat schon 1930 nachgewiesen, daß die mittleren Trübungskoeffizienten mit abnehmender geographischer Breite φ anwachsen. Er hat für die geographische Verteilung der Trübungskoeffizienten auch eine empirische Formel angegeben: $B_\varphi = 0{,}040 + 0{,}08 \cos^2 \varphi$. Die Formel ergibt für die Stationen, für die Messungen zur Verfügung stehen, die folgenden berechneten Trübungskoeffizienten (in Klammern die tatsächlichen Beobachtungsergebnisse): Potsdam: 0,072 (0,084), Basel: 0,079 (0,127), Zürich: 0,079 (0,124) und Locarno: 0,081 (0,080). Die beobachteten Werte sind somit (mit Ausnahme von Locarno) wesentlich höher als die nach der Ångströmschen Formel berechneten. Ferner konnte W. SCHÜEPP [5] in einer (unveröffentlichten) Untersuchung aufgrund der seit 1930 durchgeführten Beobachtungen zeigen, daß die Zunahme der Trübung mit abnehmender geographischer Breite stärker ist, als sich aus ÅNGSTRÖMS Formel ergibt. Andererseits trägt er auch der Entfernung vom Ozean Rechnung, so daß in seiner Darstellung die Trübung über dem europäischen Kontinent von Nordwesten nach Südosten zunimmt. Allerdings erweisen sich, wie bei so vielen klimatologischen Problemen, die Alpen als Trennfläche zwischen zwei Gebieten mit verschiedenen Verhältnissen: Die Trübung ist in

Locarno geringer, als auf dieser geographischen Breite zu erwarten wäre; sie stimmt gut mit der Formel von ÅNGSTRÖM überein. Dabei ist allerdings darauf hinzuweisen, daß die Beobachtungen in Locarno-Monti (380 m ü. M.) oberhalb der Stadt stattfanden und damit im Gegensatz zu den anderen Resultaten frei vom Stadteinfluß sind. Außerdem könnte der niedrige Mittelwert der Trübung von dem häufigen Nordföhn herrühren.

Die Extremwerte in Basel überschreiten diejenigen von Locarno und von Potsdam (vgl. Tab. 1), die Unterschiede der Minima sind allerdings wegen der Unsicherheit der Auswertemethode für kleine Trübungen weniger signifikant. Immerhin liegen in Basel vier Einzelwerte (0,5% aller Messungen) unter 0,020, zehn (1,2%) unter 0,030. Das absolute Minimum betrug 0,010 (gemessen während einer kurzen Aufhellung bei Rückseitenwetter). Der größte gemessene Trübungskoeffizient beträgt 0,469, oberhalb 0,39 liegen jedoch nur *vier*

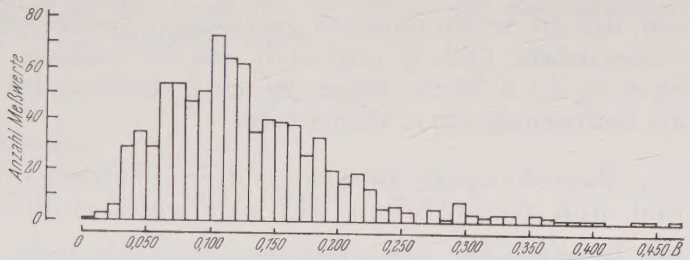

Abb. 1. Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Stufen der Trübungskoeffizienten B in Basel

Einzelwerte. Die Häufigkeitsverteilung von B ist asymmetrisch, gegen die großen Trübungswerte ist die Abnahme der Häufigkeit weniger steil (vgl. Abb. 1). Der häufigste Wert (Klassenmittelwert) ist 0,105, der Medianwert der Verteilung beträgt 0,110.

Die routinemäßige Bestimmung des Wellenlängenexponenten α ist erst durch die von W. SCHÜEPP ausgearbeitete Methode möglich geworden; früher hatte man nach dem Vorschlag von ÅNGSTRÖM [4] für α den konstanten Wert 1,3 angenommen. Die Bestimmung von α erfordert sehr große Meßgenauigkeit, die durch das Michelson-Marten-Aktinometer im allgemeinen nicht im befriedigenden Maße gewährleistet ist. Es empfiehlt sich daher, mit Tagesmittelwerten von α zu arbeiten.

Außerdem ist der Wellenlängenexponent durch eventuelle Fehler der oben erwähnten Instrumentenkorrektionen C_b und C_A auch systematischen Fehlern ausgesetzt. Deshalb sind die durch verschiedene

Instrumente bestimmten Werte von α nicht streng vergleichbar. Im Mittelwert für den ganzen Zeitraum haben wir $\bar{\alpha} = 1{,}6$ gefunden, der häufigste Wert war 1,45.

Durch Vergleich der Tagesmittelwerte von B und α haben wir noch geprüft, ob zwischen diesen beiden Größen eine Korrelation besteht. Der gefundene Korrelationskoeffizient: $r_{B\alpha} = -0{,}012$ läßt erken-

Tabelle 2. *Verteilung der Wertepaare Trübungskoeffizient—Wellenlängenexponent*

$10^3 \cdot B$	0—50	51—100	101—150	151—200	201—250	251—300	301—350	351—400	401—450	451—500
α										
0,0—0,5	8	5	—	—	1	—	—	—	—	—
0,6—1,0	6	48	36	14	3	2	—	1	—	—
1,1—1,5	20	79	94	66	25	3	6	2	—	—
1,6—2,0	11	42	96	65	27	6	2	3	—	1
2,1—2,5	20	54	35	17	3	2	2	1	3	—
2,6—3,0	8	11	5	1	2	1	—	—	—	—
3,1—3,5	1	3	4	—	—	—	—	—	—	—

nen, daß die beiden statistisch unabhängige Größen sind. Die Verteilungstabelle (Tab. 2) zeigt auch, daß bei größerer Trübung die Streuung der α-Werte, wegen der mit B zunehmenden Genauigkeit der Bestimmung von α, kleiner wird.

2.4. Beziehungen zwischen den Trübungsparametern und den Kenngrößen des atmosphärischen Aerosols

Bei Durchdringen einer Trübungsschicht der Dicke 1 wird die Intensität der monochromatischen Strahlung um den Betrag $di_\lambda = -k_{d\lambda}\, i_\lambda\, dl$ geschwächt. Unterhalb der Trübungsschicht wird ihre meßbare Intensität

$$i_\lambda = i_{o\lambda}\, e^{-\int k_{d\lambda}\, dl},$$

wobei $k_{d\lambda}$ auf die Längeneinheit cm^{-1} oder H_d^{-1} bezogen wird. H_d ist die Höhe der homogenen Staubtrübungssphäre; sie wird analog der Höhe der homogenen Atmosphäre definiert. Sie bedeutet somit die Höhe einer Schicht, in der die ganze Staubtrübung konzentriert gedacht ist und in welcher konstant mit der Höhe die Trübung am Erdboden herrscht. Letztere wird aus Sichtbeobachtungen bestimmt. Mit dem Ansatz (2) von W. SCHÜEPP wird

$$k_{d\lambda} = M^{-1}\, B\, (2\lambda)^{-\alpha}. \tag{4}$$

Die Theorie von MIE für die Optik trüber Medien [6] ergibt für das einzelne Teilchen den Extinktionskoeffizienten:

$$k'_{rd\lambda} = r^2 \pi K \tag{5}$$

und für alle im Strahlungsweg vorhandenen, verschieden großen Teilchen

$$k'_{d\lambda} = \int_{(r)} r^2 \pi K \frac{dN}{dr} dr. \tag{6}$$

In (5) und (6) bedeutet K den Streuquerschnitt, und es gilt $K = K(n, \varkappa)$, wo n der Brechungsindex des Teilchens, $\varkappa = 2r/\lambda$ der Streuparameter ist. K ist durch n, r, λ eindeutig bestimmt, neuere Berechnungen veröffentlichte Penndorf [7, 8]. Chr. Junges Messungen des atmosphärischen Aerosols [9] ergaben, daß die mittlere Größenverteilung der Teilchen durch die Gleichung

$$\frac{dN}{d \log r} = c_k r^{-\nu} \tag{7}$$

dargestellt werden kann, wo ν zwischen 2 und 4 schwankt, während sein Mitelwert 3 beträgt. c_k ist von der Menge der Aerosolteilchen abhängig. (7) in (6) eingesetzt, ergibt:

$$k'_{d\lambda} = c_k M j \lambda^{-(\nu-2)} \tag{8}$$

mit der Substitution:

$$j = 2^{-2} \pi^{\nu-1} \int K \varkappa^{-(\nu-1)} d\varkappa. \tag{9}$$

Chr. Junge [9] hat j für $\nu = 3$, Valko [2b] für den Bereich $2 < \nu < 6$ und für fünf diskrete Werte des Brechungsindexes bestimmt.

Aus den Formeln (4) und (8) ergibt sich

$$M^{-1} B (2\lambda)^{-\alpha} = c_k M j \lambda^{-(\nu-2)} \tag{10}$$

und somit $\alpha = \nu - 2$ sowie $B = c_k M^2 j 2^{\alpha}$.

(10) in (7) eingesetzt, ergibt nach einiger Umformung:

$$\frac{dN}{dr} = B M^{-1} j^{-1} 2^{-\alpha} r^{-(\alpha+3)} \tag{11}$$

(11) kann nun über alle Teilchengrößen oberhalb 0,1 mμ (Untergrenze der optisch wirksamen Teilchengrößen) integriert werden. Die Integration ergibt:

$$N = B M^{-1} j^{-1} 2^{-\alpha} \frac{0{,}1^{-(\alpha+2)}}{\alpha+2}. \tag{12}$$

Aus (12) läßt sich die Anzahl der trübenden Teilchen in einer Luftsäule mit 1 cm² Querschnitt errechnen. Mit $\alpha = 1$ und $n = 1{,}66$ gilt näherungsweise $N \approx 10^9 B$.

Für verschiedene Werte von n und α läßt sich die Beziehung zwischen N und B mit Hilfe des Nomogramms bestimmen, das wir in Abb. 2 wiedergeben.

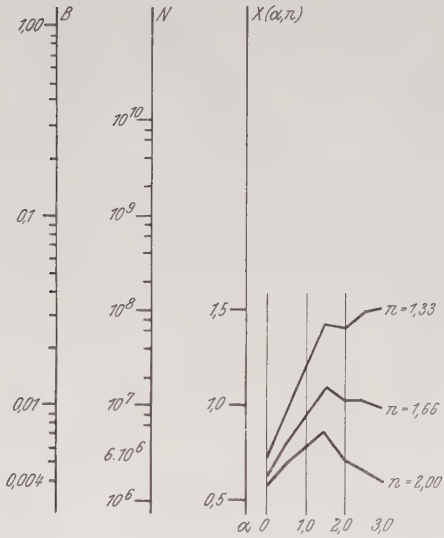

Abb. 2. Nomogramm zur Bestimmung der Anzahl N der Dunstteilchen in einer Dunstsäule der Grundfläche 1 cm² aus der Trübungsgröße B und mit dem Brechungsindex n

Wenn man (12) logarithmiert, erhält man mit der Substitution $X = \log M^{-1} j^{-1} \frac{0{,}1^{-(\alpha+2)}}{\alpha+2} = X(\alpha, n)$ die Formel: $\log N = \log B + X$.

Das Nomogrammfeld $X(\alpha, n)$ konnte mit den Angaben von Penndorf berechnet werden; es gestattet die Bestimmung von X für beliebig gewählte Werte von α und n. Die linke Hälfte des Diagramms stellt die Addition $\log N = \log B + X$ dar.

3. Tages- und Jahresgang der Trübungsgrößen

Das Material, das mit der Schüeppschen Methode gewonnen wurde, bietet die Möglichkeit, das Verhalten der Trübungsgrößen nach meteorologischen Parametern zu prüfen. Schon eine oberflächliche Betrachtung des Meßmaterials zeigt, daß die Trübungsgrößen sich von Tag zu Tag, ja manchmal sogar innerhalb eines Tages, stark ändern können. Diese Schwankungen erschweren den Nachweis tages- oder jahresperiodischer Änderungen, zumal die Amplituden

der aperiodischen Schwankungen größer sind als die Variationen, die für den Tages- und den Jahresgang erwartet werden dürfen.

Um einen *Tagesgang* zu finden, wurden für alle Tage, an denen über Mittag und während mehrerer Stunden gemessen werden konnte, die Mittelwerte der Trübungsgrößen der Zeitabschnitte zwischen 7 und 9, 9 und 11, 11 und 13, 13 und 15 Uhr WSZ mit dem Mittelwert für die Mittagszeit, 11 bis 13 Uhr, verglichen. Für α wurden Differenzen, für die anderen Größen Quotienten gebildet. Die Resultate sind in Tab. 3 zusammengefaßt. Sie enthält auch Mittel-

Tabelle 3. *Tagesgang der Trübungsgrößen*
(Quotienten, bezogen auf den Mittagswert 1, bzw. Differenzen vom Mittagswert 0)

	7—9	9—11	11—13	13—15	15—17	Uhr WSZ
B	1,32	1,14	1	1,00	1,07	
w	0,83	1,01	1	1,01	0,91	
H_d	1,18	1,08	1	1,15	1,24	
α	−0,5	−0,2	0	0,0	0,0	

werte der Höhe der homogenen Dunstsphäre; deren Höhe H_d wurde aus den Messungen mit folgender Näherungsformel nach Volz [10] bestimmt: $H_d \approx 0{,}51\, B\, S_v$ (km); S_r bedeutet hier die horizontale Sichtweite in Kilometern.

Da der Berechnung der Höhe der homogenen Dunstsphäre H_d die synoptischen Sichtweiteschätzungen, die ziemlich roh sind, zugrunde liegen, sind diese Werte auch recht ungenau; ihre Fehlergrenzen dürften mit $\pm 20\,\%$ wohl nicht überschätzt sein.

Der Trübungskoeffizient B nimmt vom Morgen bis zum Mittag ab. Den Grund dafür dürfte die zunehmende Durchmischung der Luft in den Vormittagsstunden darstellen, die die unterhalb der nächtlichen Strahlungsinversion angesammelten trübenden Teilchen in die Höhe und auch horizontal abtransportiert. In den späteren Nachmittagsstunden, in denen auch ein Nachlassen der Durchmischung zu beobachten ist, scheint B dagegen wieder leicht zuzunehmen.

Die Höhe der homogenen Dunstsphäre H_d nimmt vom Morgen bis zum Mittag ab, im Laufe des Nachmittags wieder zu, wobei die nachmittägliche Zunahme noch etwas ausgeprägter ist als die Abnahme am Vormittag. Der tägliche Gang der Sichtweite zeigt eine monotone Zunahme vom Morgen bis zum Abend, wie Bider [11] gezeigt hatte. So ist aus der Näherungsformel ohne weiteres verständlich, daß H_d mit zunehmendem S_r und abnehmendem B vor-

mittags abnehmen kann, wenn die Abnahme der Trübung die Zunahme der Sichtweite überkompensiert, während nachmittags, wenn B gleichbleibt oder sogar etwas zunimmt, H_d parallel mit der Sichtweite zunimmt.

Ähnlich wie bei B läßt sich der vormittägliche Tagesgang des Wellenlängenexponenten α mit Anreicherung der bodennahen Schicht unter einer nächtlichen Inversion mit relativ großen Teilchen erklären. Diese werden dann im Laufe des Vormittags verfrachtet oder fallen auch, besonders die größten Teilchen, aus. Zu ähnlichen Schlüssen führen auch die Überlegungen zur Erklärung der Beziehungen zwischen Staubniederschlagsmessungen und Trübungskoeffizienten in einem späteren Abschnitt dieser Arbeit. Damit wäre also der Tagesgang der Trübung als Folge des Schönwettertyps der Witterung erklärbar: Inversion in den frühen Morgenstunden, ausgeprägtes Auftreten lokaler Einflüsse, die im Laufe des Vormittags mit der Auflösung der Inversion und dem Durchgreifen der Durchmischung bis zum Boden verschwinden.

Der Tagesgang von w läuft parallel zum Tagesgang des Dampfdrucks in 2 m Höhe (meteorologische Hütte). Diesen Tagesgang hat ebenfalls Bider [12], getrennt für sonnige und trübe Tage, untersucht. Seine Resultate sind in guter Übereinstimmung mit den precipitable-water-Bestimmungen. Selbst die nachmittägliche leichte Abnahme spiegelt sich in den Dampfdruckregistrierungen. Morgens scheint allerdings der Dampfdruck in 2 m Höhe früher anzusteigen als in den höheren Schichten.

Aus den Beobachtungen der drei Jahre einen *Jahresgang* abzuleiten, ist hingegen sehr problematisch. Die Trübungsverhältnisse können sich von einem Tag auf den anderen stark ändern, und diese Änderungen überdecken die jahreszeitlichen Schwankungen, soweit solche überhaupt existieren. Das gilt freilich nicht für die Mengen des precipitable water w, die einen plausiblen Jahresgang mit Maximum im Sommer, Minimum im Winter haben; doch weisen selbst diese eine erhebliche Streuung auf. Alle Tagesmittelwerte der drei Größen B, α und w sind in Abb. 3 wiedergegeben. Man ersieht daraus, daß die größten Trübungen zwar im Sommer, insbesondere um Ende August und im September, auftreten, daß jedoch auch das kleinste Tagesmittel im August registriert wurde.

In Tab. 4 sind die Jahreszeitenmittelwerte der Trübungsgrößen wiedergegeben. Der größte Jahreszeitenmittelwert des Trübungskoeffizienten B fällt auf den Sommer (0,139), doch ist auch der Herbstmittelwert (0,138) praktisch gleich groß. Wie wenig jedoch

diese Werte als repräsentativ gelten können, zeigt sich, wenn wir die Mittelwerte für jedes der drei Jahre getrennt betrachten. So ist im Jahr 1958 die Trübung im Herbst am größten, im Frühling am

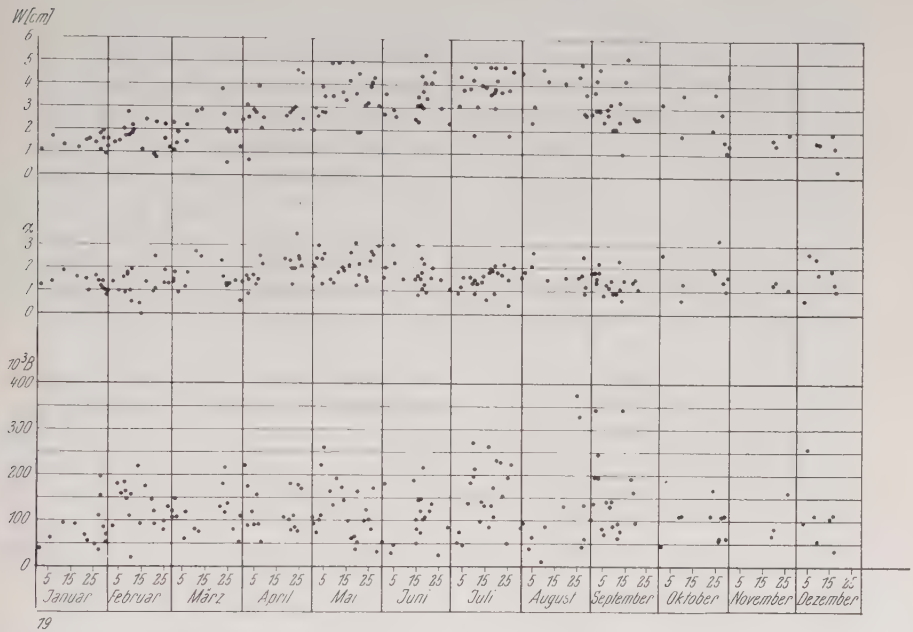

Abb. 3. Tagesmittelwerte der Größen B, α und w für Basel

kleinsten, 1959 fällt der größte Mittelwert auf den Sommer, der kleinste auf den Winter, und 1960 wurde der größte im Frühling, der kleinste im Herbst beobachtet. Im Jahr 1959 sind für die hohen

Tabelle 4. *Jahreszeitenmittelwerte der Trübungsgrößen*

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
B	0,112	0,124	0,139	0,138
α	1,36	1,96	1,61	1,28
w	1,45	2,81	3,68	2,65 cm prec. water
H_d	0,68	1,27	1,19	1,10 km

Jahreszeitenmittelwerte die Monatsmittel von August (0,210) und von September (0,160) verantwortlich. Von den fünf größten gemessenen Einzelwerten des Trübungskoeffizienten fallen vier in diese Monate (vgl. Tab. 10). Im Beobachtungsmaterial des Winters fehlen größere Trübungen zum Teil deshalb, weil bei niedrigen Sonnen-

ständen und infolgedessen bei sehr geringen Intensitäten der Strahlung Trübungsbestimmungen nicht mehr berechnet werden können.

Die Werte des Wellenlängenexponenten α sind im Frühling am größten, im Herbst am kleinsten; bemerkenswerterweise sind sie im Frühling und im Sommer jedes Jahr höher als im Herbst und Winter. Es ist daher wohl möglich, höhere Werte des Wellenlängenexponenten mit stärkerer, niedrigere mit schwächerer Durchmischung der Atmosphäre in Verbindung zu bringen. Bekanntlich ist die thermische Schichtung der Atmosphäre im Frühjahr am labilsten und damit die Durchmischung am stärksten; im Herbst und Winter sind andererseits Inversionen, die die Luftbewegungen hemmen, am häufigsten. Die Durchmischung wirkt sich auf den Wellenlängenexponenten in dem Sinne aus, daß durch sie die Anzahl der großen Teilchen im Verhältnis zu der der kleineren abnimmt.

Die Höhe der homogenen Dunstsphäre H_d hat ähnlich dem Wellenlängenexponenten einen Jahresgang, dessen Maximum im Frühling, das Minimum im Winter auftritt; dies ist der Fall in jedem der drei Jahre. Die Berechnung der Mittelwerte der Winter- und der Sommerhalbjahre (Tab. 5) zeigt, daß für α und H_d die Mittelwerte des

Tabelle 5. *Halbjahresmittelwerte der Trübungsgrößen*

	B				α				H_d			
	Winter	n	Sommer	n	Winter	n	Sommer	n	Winter	n	Sommer	n
1958 ...	0,105	67	0,099	185	1,25	66	1,63	171	0,85	64	1,10	131
1959 ...	118	120	158	318	1,35	123	1,56	314	0,62	72	1,31	315
1960 ...	118	80	139	55	1,70	78	2,23	61	0,82	81	1,16	51
Mittel ..	0,115	267	0,137	558	1,43	267	1,66	546	0,76	217	1,24	497

Winterhalbjahres in jedem Jahr deutlich kleiner sind als diejenigen des Sommerhalbjahres, entsprechend unseren vorangegangenen Überlegungen. Für B erhalten wir im Durchschnitt einen größeren Mittelwert für das Sommer- als für das Winterhalbjahr, doch fällt der kleinste Halbjahresmittelwert auf den Sommer 1958.

Diese Ergebnisse lassen für den Trübungskoeffizienten einen Jahresgang unserer Meinung nach nicht zwingend erkennen. Hingegen läßt sich die Tatsache, daß die Jahresgänge der Höhe der homogenen Dunstsphäre und des Wellenlängenexponenten in jedem der drei Jahre gleich verlaufen, als Zeichen für die Realität dieser Jahresgänge deuten; dabei ist allerdings zu beachten, daß die Amplitude dieses Jahresganges kleiner ist, als Differenzen der Tagesmittelwerte zweier aufeinanderfolgender Tage sein können.

4. Beziehungen zwischen Trübungsgrößen und synoptischen Charakteristiken

4.1. Die Abhängigkeit der mittleren Trübungskoeffizienten von den Windrichtungen

Tab. 6 gibt die für die zur Meßzeit herrschenden Windrichtungen bzw. Windgeschwindigkeiten berechneten mittleren Trübungskoeffizienten wieder. Tab. 7 enthält die durchschnittlichen Tagesmittelwerte des Trübungskoeffizienten in Abhängigkeit von den Höhenwinden um 0 Uhr Weltzeit.

Tabelle 6. *Mittelwerte der Trübungskoeffizienten für verschiedene Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten*

m/sec	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW		alle
1	0,131	0,141	0,118	0,106	0,114	0,137	0,134	0,150		0,129
2	0,150	0,124	0,111	0,084	(0,085)	—	0,095	0,169		0,117
3	—	—	0,113	0,073	—	—	0,089	0,118		0,098
4	—	—	0,085	—	—	—	0,056	0,074		0,072
>4	—	—	—	—	(0,012)	—	—	0,058		(0,035)
alle	0,137	0,138	0,112	0,098	0,102	0,137	0,121	0,152	0,138	0,126

Tabelle 7. *Mittelwerte der Tagesmittel der Trübungskoeffizienten für die Höhenwinde in der 850mb- und der 700mb-Schicht nach Windrichtungen*

m/sec	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	alle
850mb-Höhe									
< 10 m/s	0,163	0,154	0,141	0,169	0,144	0,120	0,091	0,108	0,136
> 10 m/s	0,094	0,131	0,139	0,215	—	0,069	0,072	0,087	0,115
alle	0,149	0,148	0,141	0,175	0,144	0,103	0,084	0,098	0,129
700mb-Höhe									
< 10 m/s	0,159	0,139	0,193	0,165	0,164	0,114	0,140	0,095	0,146
> 10 m/s	0,104	0,134	0,147	0,118	—	0,090	0,121	0,096	0,116
alle	0,134	0,137	0,177	0,160	0,164	0,101	0,131	0,095	0,137

Wie Tab. 6 zeigt, nimmt die Trübung mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab. Dies entspricht den Erwartungen, da stärkere Winde den Stadtdunst schneller verfrachten. Daneben dürfte jedoch als zweiter Grund in Betracht kommen, daß die Wetterlagen, die durch geringere Trübung ausgezeichnet sind, namentlich die advektiven Lagen und die Situationen mit allgemein labiler Luftschichtung auch größere Windgeschwindigkeiten aufweisen als advektionsfreie und stabile Lagen, die ihrerseits eine größere Trübung aufweisen. Andererseits gelangen natürlich mit den Advektionslagen frische

maritime Luftmassen, die noch wenig Trübung kontinentalen Ursprungs enthalten, über unser Gebiet.

Im übrigen ist zu beachten, daß für die Winde in der eigentlichen Trübungsschicht, die in der Mehrzahl der Fälle eine Mächtigkeit von ungefähr 1 km besitzt, die 850mb-Schicht in etwa 1500 m Höhe nicht mehr repräsentativ ist. Die auf der Bodenstation gemessenen Winde sind es auch nicht immer, da in dem untersten Kilometer der Atmosphäre die Winde zuweilen drehen können. Nichtsdestoweniger erscheint es möglich, die Windabhängigkeit der Trübung in Bodennähe durch die Verfrachtung der trübenden Teilchen zu interpretieren. Die größten Trübungswerte treten bei NW- bis NE-Winden auf, die von der Stadt und den Industriezentren her gegen die Station wehen. Ebenfalls große Trübungskoeffizienten haben auch die Kalmen sowie die SW-Winde, die aber nur mit Geschwindigkeiten von 1 m/s vorkommen, so daß die Verhältnisse denen bei Kalmen ähnlich sein dürften. Wesentlich niedriger liegen die mittleren Trübungskoeffizienten jener Windrichtungen, die von der Station gegen die Stadt gerichtet sind (Ost bis Süd). In diesem Zusammenhang sei auch noch auf den Abschnitt 4 dieser Arbeit hingewiesen, in dem anhand der Verteilung der Trübung über der Stadt diese Überlegungen erhärtet werden.

Ein ganz anderes Bild vermitteln uns die Trübungsverhältnisse in der 850- und 700mb-Schicht, die auf den Zusammenhang zwischen der Druckverteilung über West- und Mitteleuropa und den Trübungsverhältnissen in Basel zurückzuführen sind. Die größten mittleren Trübungskoeffizienten gehören zu den Windrichtungen N bis SE in der 850mb-, NE bis S in der 700mb-Schicht. Diese Winde treten südlich oder südwestlich eines kontinentalen Hochdruckgebietes auf und bringen daher bereits Trübung mit, die sich durch die Stabilität dieser Luft und durch geringe Luftbewegung noch vermehrt. Die kleinsten Trübungskoeffizienten fallen in beiden Höhenschichten in die Richtungen SW bis NW, also in die Richtungen, die mit Tiefdruckgebieten nordwestlich der Schweiz gekoppelt sind und frische, maritime Luft herantransportieren. Bemerkenswert ist, daß für die Windrichtungen mit starker Trübung auch die wohlbekannte Winddrehung mit der Höhe in Erscheinung tritt, indem die größten mittleren Trübungskoeffizienten in der 700mb-Schicht gegenüber der im 850mb-Niveau um 45° nach rechts verschoben sind.

In Tab. 8 sind die gleichzeitig auftretenden Höhen- und Bodenwinde korreliert. Für jedes Feld der Korrelationstabelle wurde der mittlere Trübungskoeffizient bestimmt. Es zeigt sich, daß Höhenwinde aus

SW bis NW, also diejenigen mit niedriger Trübung, am häufigsten gleichzeitig mit Bodenwinden aus E bis SSW auftreten, fast doppelt so häufig als mit SW- bis NW-Winden. Diese Erscheinung läßt sich

Tabelle 8. *Relative Häufigkeit des gleichzeitigen Auftretens von Winden verschiedener Richtung in der 850mb-Schicht und am Boden (Prozent) und zugehörige mittlere Trübungskoeffizienten (B)*

Windrichtung in 850 mb / am Boden	SW bis NW %	SW bis NW B	N bis E %	N bis E B	SE bis S %	SE bis S B
SW bis NW	34	0,097	49	0,163	45	0,232
NNW bis ENE.....	5	0,086	16	0,152	5	0,249
E bis SSW	62	0,091	35	0,126	50	0,129

zum Teil durch die Bodenreibung erklären, andererseits aber auch mit der Erfahrungstatsache, daß über Basel die Winde in einer Westwindperiode selbst bei kurzer Wetterberuhigung immer schnell nach Osten drehen. Es ist natürlich auch zu beachten, daß die Winde aus E bis SSW an sich die häufigsten Windrichtungen darstellen. Es ist bemerkenswert, daß bei diesen Höhenwinden aus SW bis NW die Trübungsverhältnisse kaum einen Zusammenhang mit den Bodenwinden erkennen lassen; bei den Höhenwinden aus N bis E und SE bis S sind sie hingegen je nach Bodenwinden stark verschieden. In diesen Gruppen sind die Trübungskoeffizienten für die Bodenwinde aus den Richtungen E bis SSW am kleinsten. Daher läßt sich behaupten, daß bei SW- bis NW-Höhenwinden Advektion klarer, maritimer Luft stattfindet, in der örtlich nur geringe Trübungsansammlung stattfinden kann. Die übrigen Höhenwinde begleiten advektionsschwache Wetterlagen, bei denen die Luft länger lagern bleibt, so daß sich in den Gebieten der Trübungsquellen in ihr die Dunstteilchen ansammeln können. Bei diesen Höhenwinden ist somit die Trübung verschieden, je nachdem, ob die Bodenwinde Luft von diesen Trübungsquellen her oder im Gegenteil von der freien Landschaft her gegen die Station verfrachten.

Bei der Bearbeitung einer anderthalbjährigen Reihe von Kondensationskernzählungen hat Bider [13] auch die Abhängigkeit der Kernzahlen von der Windrichtung untersucht. Er erhielt ein ähnliches Bild, allerdings mit den kleinsten Kernzahlen bei SW- bis W-, den größten bei N- bis NE-Winden. Die Registrierung der Kernzahlen umfaßt alle Wetterlagen, somit auch Lagen mit sehr reiner Luft bei SW- bis NW-Winden, die meist mit starker Bewölkung auftreten und daher in unserem Strahlungsmaterial nicht vertreten sind.

4.2. Die mittleren Trübungskoeffizienten von Luftmassen verschiedener Herkunft

Die Trübungsverhältnisse verschiedener aerologischer Luftmassen sind schon öfters untersucht worden. Allerdings wurde die Trübung in diesen Untersuchungen meistens durch den Trübungsfaktor dargestellt. Deshalb geben wir in Tab. 9 neben den Trübungskoeffizienten zum Vergleich auch die mittleren Gesamttrübungsfaktoren an.

Tabelle 9. *Mittelwerte des Trübungskoeffizienten B und des Gesamttrübungsfaktors T_g sowie Extremwerte des Trübungskoeffizienten für die aerologischen Luftmassen*

Luftmasse	Anzahl der Meßtage	Tagesmittelwert von B Mittelwert	Median	Kleinster	Größter	T_g Mittelwert	Median
mA	3	0,102	0,105	0,094	0,109	3,7	3,7
cA	2	0,107	0,105	0,097	0,118	3,5	3,5
mP	24	0,101	0,090	0,049	0,189	3,9	3,7
cP	12	0,194	0,185	0,090	0,262	5,3	5,3
mp[1]	15	0,109	0,095	0,032	0,207	4,1	3,3
cp[1]	2	0,148	0,145	0,118	0,177	4,9	5,2
mt[1]	19	0,099	0,095	0,042	0,181	3,7	3,7
ct[1]	19	0,133	0,135	0,060	0,249	4,4	4,3
mT	35	0,152	0,115	0,012	0,413	5,1	4,7
cT	3	0,205	0,225	0,133	0,261	5,6	5,3

[1] *p, t* bezeichnen *gealterte* Polar- bzw. Tropikluft.

Der Gesamttrübungsfaktor wurde mit dem Diagramm 1 nach Foitzik-Hinzpeter [14] für jede Mesung bestimmt. Die Luftmassen für alle Meßtage wurden aufgrund des Luftmassenkalenders in den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt [15] angenommen.

Wie Tab. 9 zeigt, lassen sich die Luftmassen allein durch ihre Trübungsverhältnisse nicht eindeutig bestimmen. Immerhin weisen alle maritimen Luftmassen kleinere Trübungskoeffizienten auf als die entsprechenden kontinentalen. Auch die These von Bergeron, daß der Trübungsfaktor einer Luftmasse desto größer wäre, je südlicher ihr Ursprungsgebiet liegt, läßt sich in unserem Material nur bedingt nachweisen. Die größten Trübungen weisen die tropischen Luftmassen sowie die kontinentalen polaren auf, doch liegt die Trübung in polar beeinflußter Tropikluft sowie in gealteter Polarluft deutlich niedriger. Meßtage in arktischen Massen kamen so selten vor, daß die Resultate kaum repräsentativ sein können. Bemerkenswert ist, daß sowohl die kleinsten wie auch die größten Trübungen vorwiegend in maritimer Tropikluft beobachtet wurden, wie aus der Zusammenstellung der beobachteten Extremwerte des Trübungskoeffizienten in Tab. 10 hervorgeht.

Die Häufigkeitsverteilung der Trübungskoeffizienten für die maritime Tropikluft (35 Meßtage), für die übrigen maritimen Luftmassen (61 Meßtage) und für die kontinentalen Luftmassen (38 Meß-

Tabelle 10. *Gemessene Extremwerte des Trübungskoeffizienten*

Datum	B	Wind am Boden	Luftmasse	Witterungslage
a) kleinste Trübungen				
10. 2. 1958	0,012	SSE 5 m/s	mT	66
4. 6. 1958	0,025	WNW 4 m/s	mp	09
25. 6. 1958	0,009	E 2 m/s	mp/mT	09
9. 8. 1958	0,012	W 1 m/s	mT	09
27. 8. 1958	0,018	E 2 m/s	mp	00
27. 1. 1959	0,029	E 4 m/s	mA/ct	02
5. 7. 1959	0,030	S 1 m/s	mT	00
4. 8. 1959	0,029	WNW 1 m/s	mP/mT	22
b) größte Trübungen				
25. 8. 1959	0,437	NW 2 m/s	mT	0X
14. 9. 1959	0,469	NW 2 m/s	mT	XX
15. 9. 1959	0,448	W 1 m/s	mT	XX
4. 5. 1960	0,395	NW 1 m/s	cT	02

tage) ist in Abb. 4 dargestellt. Die Trübungskoeffizienten kontinentaler Luftmassen haben ein Häufigkeitsmaximum bei $B = 0{,}135$ (Abb. 4); die Werte unterhalb und oberhalb des Maximums sind

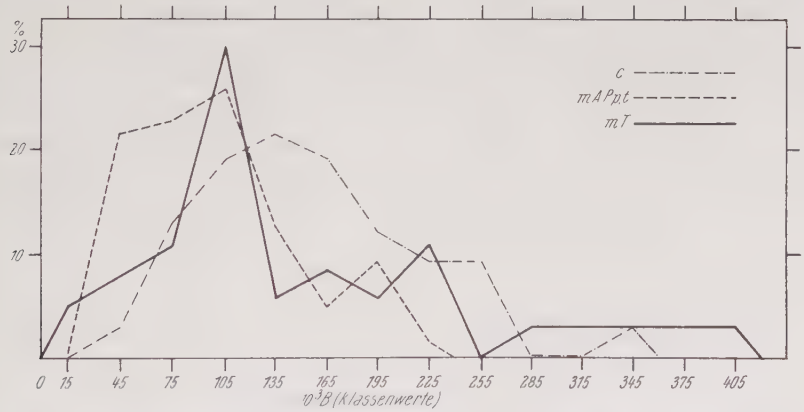

Abb. 4. Prozentuelle Häufigkeitsverteilung der Trübungskoeffizienten für kontinentale Luftmassen, für maritime Luftmassen (ohne Tropikluft) und für maritim-tropische Luftmassen

annähernd symmetrisch verteilt. Das Häufigkeitsmaximum für sämtliche maritime Luftmassen liegt bei 0,105. Während aber in den polaren und polar beeinflußten tropischen Massen recht häufig Trübungskoeffizienten um 0,045 und 0,075 vorkommen, erstreckt sich

die Verteilung in den maritim-tropischen Luftmassen weit gegen große Werte des Trübungskoeffizienten hin. Diese extrem hohen Trübungskoeffizienten traten allerdings, wie Tab. 10 zeigt, ausschließlich innerhalb einer Zeit von etwa drei Wochen im Spätsommer 1959 auf. Die sehr breite Häufigkeitsverteilung der Trübung in maritimer Tropikluft ist in Abb. 5 nach Witterungslagen in zwei Verteilungen zerlegt worden. Die so gewonnenen Populationen sind zwar klein (17 bzw. 18), lassen aber deutlich erkennen, daß die größten Trübungen in den Witterungslagen 0X, XX, 01, 11, 02 und 22 (nach der Witterungslagen-Klassifikation von M. Schüepp [18], vgl. unten im Abschnitt 3.3), somit bei flacher Druckverteilung

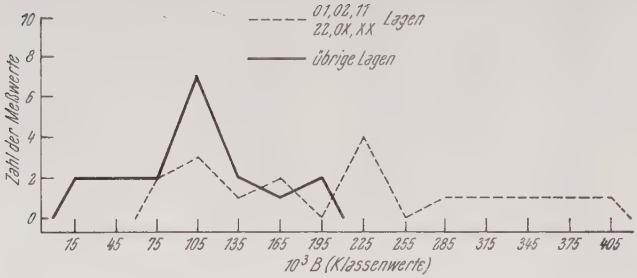

Abb. 5. Häufigkeitsverteilung der Trübungskoeffizienten der maritimen Tropikluft, getrennt für Flachdruck- und NE-, E-Lagen und für die übrigen Witterungslagen

und bei NE- und E-Lagen, auftreten. Da die Luftmassen bei diesen Witterungslagen offensichtlich länger über dem Kontinent gelegen waren, sollte man sie trotz der in ihnen anscheinend gefundenen mT-Homologen eher als kontinentale Tropikluft ansehen. Die Häufigkeitsverteilung der übrigbleibenden Fälle ist der für die übrigen maritimen Luftmassen sehr ähnlich. So können wir aus den Trübungsparametern letzten Endes nur Unterschiede zwischen maritimen und kontinentalen Luftmassen nachweisen.

In Abb. 6 wurde die zeitliche Zunahme des Trübungskoeffizienten B nach Frontdurchgängen innerhalb einer Luftmasse dargestellt. Abb. 6 ergibt eine durchschnittliche Trübungszunahme von etwa $\Delta B = 0{,}008$ pro Tag, wenn man die Differenz zwischen dem 0. und dem 7. Tag der Berechnung zugrunde legt; dieser Wert liegt an der unteren Grenze der von Volz [16] errechneten und durch Messungen in einigen Hochdrucklagen bestätigt gefundenen Zunahme. Sehr gute Übereinstimmung mit den Werten von Volz ergibt die mittlere Zunahme zwischen dem 0. und dem 2. Tag mit $\Delta B = 0{,}011$ pro Tag. Der in Abb. 6 ebenfalls eingetragene Wellenlängenexponent α

nimmt im allgemeinen vom ersten bis zum fünften Tag ab. Zwischen dem ersten und dem dritten Tag erhält man auch hier eindeutigere Verhältnisse. Drei bis vier Tage vergehen durchschnittlich zwischen zwei Frontdurchgängen, so daß diese Werte am besten

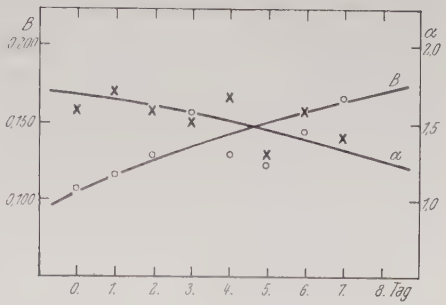

Abb. 6. Mittlere Änderung der Trübungsgrößen B und α nach Frontdurchgängen

belegt sind. Am Tag 0 sind die Verhältnisse auch nicht klar, da sie offensichtlich nur im Falle von sehr schwachen Fronten als Strahlungsmeßtage in Frage kommen. Physikalisch bedeutet die Abnahme des Wellenlängenexponenten, daß in einer zur Ruhe gekommenen Luftmasse die Anzahl der größeren Teilchen schneller zunimmt als die der kleineren.

4.3. Die Trübungsverhältnisse der Witterungslagen

Im Sinne einer Witterungsklimatologie wird nun versucht, den einzelnen Klassen der Witterungslagen-Klassifikation von M. Schüepp [18] mittlere Trübungskoeffizienten zuzuordnen. M. Schüepp definiert zunächst 33 Witterungslagen, zeigt aber auch die Möglichkeit, sie je nach Fragestellung in Gruppen zusammenzufassen. So wurden Trübungskoeffizienten zunächst für alle der 33 Klassen, in die Messungen fielen, bestimmt und diese dann zu Mittelwerten von acht Klassen, nämlich der Wettertypen auf der Alpennordseite, zusammengefaßt. Die Tab. 11 gibt die berechneten mittleren Trübungskoeffizienten für alle Wettertypen wieder. Die mittleren Trübungskoeffizienten der Wettertypen wurden auf signifikante Differenzen hin untersucht. Die Ergebnisse der Student-Tests sind in der Tab. 12 zusammengestellt.

Es zeigt sich, daß die Trübungskoeffizienten der Wettertypen, von einigen Ausnahmen abgesehen, mit einer Wahrscheinlichkeit von 99,9 % signifikant verschieden sind. Negative Resultate erhält man vor allem aus den Student-Tests mit den Flachdrucklagen. Die Streuung ihres mittleren Trübungskoeffizienten ist wesentlich größer als die der anderen Mittelwerte. Diese Tatsache ist verständlich,

Tabelle 11. *Die mittleren Trübungskoeffizienten verschiedener Wettertypen auf der Alpennordseite.* Die Wettertypen sind aus der Klassifikation der Witterungslagen nach M. Schüepp [1] durch Zusammenfassung mehrerer Klassen abgeleitet

Wettertypen	Witterungslagen[1]	Mittl. Trübungskoeffizient	Anzahl Meßwerte (Tagesmittel)
Advektive Lagen			
Bisenlage (Bi)	01, 11, 91, 02, 22, 92	0,145	57
SE-Lage (SE).....	03, 33, 93	0,171	10
Föhnlage (Fö)	04, 44, 94, 05, 55, 95	0,089	18
Westwindlage (We) .	06, 66, 96	0,086	6
Staulage (St)	07, 77, 97, 08, 88, 98	0,093	2
Konvektive Lagen			
Tief über den Alpen (T)	09, X9, 99	0,058	10
Hoch über den Alpen (H)	00, X0, 90	0,099	43
Flache Druckverteilung (Fl)	0X, XX, 9X	0,158	35

[1] Die Wetterlagen werden mit zwei Ziffern bezeichnet. Bei den advektiven Lagen bezeichnet die erste Ziffer die Form der Isobaren im 500mb-Niveau (0 antizyklonal, 9 zyklonal, i abwechselnd zyklonal/antizyklonal oder geradlinig), die zweite, $i = 1 \ldots 8$, die Herkunftrichtung der advektiven Strömung am Boden aus den Hauptwindrichtungen NE bis N. Die Bezeichnung der konvektiven Lagen ist formal analog: Die erste Ziffer charakterisiert das Höhen-, die zweite das Bodendruckfeld. X bezeichnet flache Druckverteilung. (Weitere Einzelheiten siehe in [18].)

Tabelle 12. *Die für den Student-Test errechneten t-Werte und die entsprechenden Signifikanzgrenzen*

t		t		t		t	
$t_{Bi,\,SE} = 1{,}40$	0,2	$t_{SE,\,Fö} = 5{,}87$	0,001	$t_{Fö,\,H} = 0{,}93$	*n. s.*	$t_{H,\,Fl} = 3{,}63$	0,001
$t_{Bi,\,Fö} = 3{,}95$	0,001	$t_{SE,\,H} = 5{,}31$	0,001	$t_{Fö,\,Fl} = 2{,}90$	0,01		
$t_{Bi,\,H} = 4{,}57$	0,001	$t_{SE,\,Fl} = 0{,}41$	*n. s.*				
$t_{Bi,\,Fl} = 0{,}81$	*n. s.*						

n. s. bezeichnet nicht signifikant

da bei diesen Lagen lokal unterschiedliche, uneinheitliche Strömungen (in der Horizontalen wie in der Vertikalen) herrschen, die auch uneinheitliche Trübungsverhältnisse bewirken können. Auch der Unterschied zwischen Bisenlagen und SE-Lagen ist nicht signifikant, beziehungsweise nur auf der allgemein nicht als zulässig erachteten Stufe 80 %. Diese beiden Wetterlagen sind aber auch genetisch nicht allzu verschieden, so daß das negative Resultat nicht überrascht.

Die niedrigsten Werte des Trübungskoeffizienten weisen die Föhnlagen und die Hochdrucklagen sowie die bei den Student-Tests wegen zu geringer Zahl der Messungen nicht berücksichtigten West- und Staulagen, besonders aber auch die Tiefdrucklagen auf; diese letzteren Situationen treten meist mit starker Bewölkung auf, so daß man nicht genügend Meßwerte zur Verfügung hat.

Eine Zusammenfassung der 33 Klassen in sechs Gruppen, nämlich je drei Gruppen von konvektiven und advektiven Lagen mit antizyklonaler, indifferenter und zyklonaler Höhenströmung, ergibt die in der Tab. 13 wiedergegebene Aufteilung; für diese sind auch die mittleren Trübungskoeffizienten, die Anzahl der Meßtage und die Resultate der Student-Tests angegeben.

Tabelle 13. *Zusammenfassung der Witterungslagen in sechs Gruppen, ihre mittleren Trübungskoeffizienten und die Resultate der Student-Tests*

I. Hochdrucklagen	*II. Flachdruckrandlagen*	*III. Tiefdrucklagen*
$B_{I} = 0{,}102 \quad n = 55$	$B_{II} = 0{,}149 \quad n = 31$	$B_{III} = 0{,}063 \quad n = 2$
IV. Hochdruckrandlagen	*V. Strömungslagen*	*VI. Tiefdruckrandlagen*
$B_{IV} = 0{,}144 \quad n = 53$	$B_{V} = 0{,}120 \quad n = 32$	$B_{VI} = 0{,}099 \quad n = 8$
$t_{I,II} = 2{,}79$ 0,01	$t_{II,IV} = 0{,}4$ *n. s.*	$t_{IV,V} = 1{,}89$ 0,1
$t_{I,IV} = 3{,}63$ 0,001	$t_{II,V} = 1{,}51$ *n. s.*	$t_{IV,VI} = 2{,}25$ 0,05
$t_{I,V} = 1{,}27$ *n. s.*	$t_{II,VI} = 1{,}52$ *n. s.*	$t_{V,VI} = 2{,}24$ 0,05
$t_{I,VI} = 0{,}2$ *n. s.*		

Die Unterschiede der Trübungskoeffizienten sind bei dieser Gruppenbildung bei weitem nicht so signifikant wie bei der vorhergehenden Darstellung. Gute Signifikanz zeigen nur die Differenzen zwischen den mittleren Trübungskoeffizienten der Hochdruck- und Flachdrucklagen sowie die der Hochdruck- und Hochdruckrandlagen. Mit 95 % Wahrscheinlichkeit signifikant verschieden sind noch die Werte $t_{IV,VI}$ und $t_{V,VI}$, das heißt, die entsprechenden mittleren Trübungskoeffizienten, und dies trotz der nur acht Meßwerte bei Tiefdruckrandlagen (VI).

Die Erklärung für den auf den ersten Blick erstaunlich großen mittleren Trübungskoeffizienten der Hochdruckrandlagen findet man in der Tab. 11: 46 der 53 Meßtage mit Hochdruckrandlagen fallen auf NE-, E- oder SE-Lagen, also auf Lagen mit Zufuhr kontinentaler Luft und mit starker Trübung.

Einige der an sich häufigen Witterungslagen sind für Strahlungsmessungen ungeeignet, da sie beinahe immer mit starker Bewölkung und Niederschlägen auftreten. Um diese Verhältnisse zu veranschaulichen, wurden in der Tab. 14 die absoluten Häufigkeiten der Witterungslagen für die Jahre 1958 bis 1960 durch die Anzahl der Tage (A), an denen die betreffende Witterungslage herrschte, zusammengestellt. In der zweiten Zeile ist die Anzahl der Meßtage (n) in der betreffenden Witterungslage angegeben. Das Verhältnis n/A wäre somit ein, wenn auch grobes Maß für die Wahrscheinlichkeit von klaren Tagen bei der fraglichen Witterungslage.

Tabelle 14. *Absolute Häufigkeiten der Witterungslagen (WL) in der Zeit von 1958 bis 1960 (A), die Anzahl der Meßtage in jeder Witterungslage (n)*

												Summe
WL ..	00	0X	09	08	07	06	05	04	03	02	01	
A	64	29	28	3	0	5	19	11	17	64	31	271
n.....	35	12	8	1	0	2	2	2	8	24	14	108
WL ..	X0	XX	X9	88	77	66	55	44	33	22	11	
A	18	81	65	18	10	37	27	32	9	45	48	390
n.....	8	21	2	1	0	2	3	7	1	11	7	63
WL ..	90	9X	99	98	97	96	95	94	93	92	91	
A	3	18	1	5	42	58	38	6	6	16	7	200
n.....	0	2	0	0	0	2	3	1	1	0	1	10

Unter den konvektiven Witterungslagen kommen am häufigsten die Lagen 00 (Hochdruckgebiet), XX (flache Druckverteilung) und X9 (Höhentief) vor. Sie haben als mittlere Trübungskoeffizienten $B_{00} = 0{,}102$, $B_{XX} = 0{,}178$ und $B_{X9} = 0{,}096$ (dieser letzte Wert ist aus nur zwei Tagesmitteln berechnet). Unter den Advektionslagen sind die Hochdruckrandlagen am häufigsten und unter diesen die mit NE- bis SE-Strömung, aber auch SW-Lagen, die jedoch nur in 2 von 19 Tagen für Messungen geeignet waren. Es soll noch darauf hingewiesen werden, daß jede Tiefdruckrandlage einen kleineren Trübungskoeffizienten aufweist, soweit Messungen überhaupt vorliegen, als die Hochdruckrandlage mit der gleichen Strömungsrichtung.

5. Trübungsunterschiede im Raum von Basel

5.1. Methode und Durchführung der Meßfahrten

In den Jahren 1965 bis 1967 wurde die Verteilung der Trübung in Basel und in seiner nächsten Umgebung in Autofahrten mit Hilfe eines von F. Volz [19] entwickelten Sonnenphotometers untersucht. Die Genauigkeit der gemessenen Einzelwerte beträgt nach Volz [19] ± 1—2 %. Gemessen wird der Photostrom einer Selenzelle, der durch praktisch monochromatische Strahlung hinter einem Grünfilter (Kodak-Wratten Nr. 65) erzeugt wird. Ein Auswahleffekt im verfügbaren Beobachtungsmaterial entsteht dadurch, daß die Meßfahrten vornehmlich in den Vormittagsstunden klarer Tage durchgeführt wurden, an denen in den späten Nachtstunden eine bodennahe Inversion entstanden war und die deshalb eine stärkere Ansammlung industriebedingter Trübung begünstigten.

Die Meßfahrten begannen und endeten jeweils bei der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt in Binningen (317 m ü. M.), somit außerhalb und oberhalb der Stadt. Unmittelbar vor der Abfahrt sowie nach der Rückkehr wurde hier der Trübungskoeffizient bestimmt

und für die Zwischenzeit von etwa 90—120 Minuten linear interpoliert. Seit Mai 1966 stand ein zweites Photometer (Kleinausführung) von Volz [19] zur Verfügung, so daß seitdem in Binningen Simultanmessungen durchgeführt werden konnten. Diese Simultanmessungen haben die Brauchbarkeit einer linearen Interpolation bestätigt.

Die Route der Meßfahrten ist in Abb. 7 schematisch eingezeichnet. Die Strecke wurde abwechselnd in der Richtung der Stationen 0—1—2 . . . bzw. 0—8—9 . . . angefangen und jeweils einmal befah-

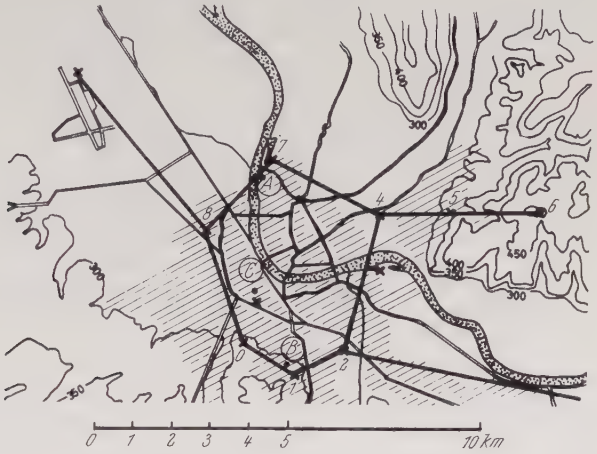

Abb. 7. Skizze der während der Meßfahrten befahrenen Strecke. Die Zahlen bedeuten folgende Meßpunkte: *1* Wasserturm auf dem Bruderholz, *2* St. Jakob, Parkplatz, *3* Pratteln, westliche Dorfeinfahrt, *4* Bäumlihof, *5* Wenkenhof, *6* St. Chrischona, *7* Kleinhüningen, *8* Straßenüberführung beim St.-Johann-Bahnhof, *9* Flugplatz, *0* Basisstation Binningen. Die Buchstaben bezeichnen folgende Türme: *A* Siloturm in Kleinhüningen, *B* Wasserturm auf dem Bruderholz, *C* Hochhaus Heuwage. Höhenkurven in Meter ü. M.

ren. Die Strecken 8—9, 2—3 und 4—5—6 mußten zweimal befahren werden, somit stehen für die Standorte 2, 4, 5 und 8 von jeder Fahrt zwei Messungen zur Verfügung.

5.2. Die Verteilung der Trübung über Basel

Aufgrund der insgesamt 18 Meßfahrten ergab sich eine mittlere Trübungsverteilung, die in Abb. 8 dargestellt ist. Die Abbildung gibt die Abweichung des lokalen Trübungskoeffizienten vom mittleren Trübungskoeffizienten $B = 0{,}182$ an der Basisstation Binningen in Einheiten von $10^3 B$ an.

Gegenüber dem Trübungskoeffizienten an der Basisstation in Binningen sind die in der Innenstadt gefundenen Werte um $B = 0{,}02$ bis 0,03 höher. Da die Station Binningen am Südrand der Stadt und 40—60 m höher als diese gelegen ist, sind diese Unterschiede zu erwarten. Abschätzungen über die Höhenabhängigkeit der Trübung ergeben (siehe Abschnitt 4.3), daß dieser Trübungsunterschied nicht allein von der Höhendifferenz herrührt. Bedeutend größere Trü-

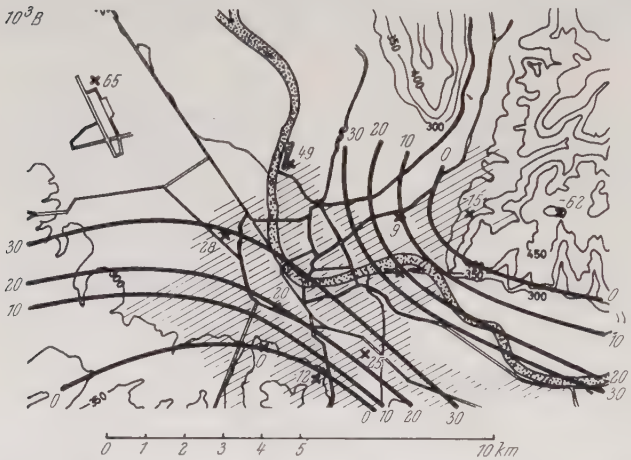

Abb. 8. Mittlere Trübungsverteilung in Basel in den Vormittagsstunden klarer Tage. Abweichungen vom Wert des Trübungskoeffizienten am Observatorium in Binningen, in Einheiten von $10^3 B$

bungen als die in Binningen wurden in Pratteln (Standort 3: $B = +0{,}04$), in Kleinhüningen (Standort 7: $+0{,}05$), jeweils in unmittelbarer Nähe der beiden großen Industriekonglomerate Basels, und vor allem auf dem Flugplatz (Standort 9: $+0{,}065$) gemessen. Der Flugplatz liegt westnordwestlich von Kleinhüningen, der wohl bedeutendsten industriellen Trübungsquelle der Gegend (Standort 7). Während der Zeit der Meßfahrten herrschten östliche Winde vor. Weiter ist zu bemerken, daß auf dem Flugplatz die relative Luftfeuchtigkeit in den Morgenstunden um 5—10 % höher ist als in Binningen. Diese Feuchtigkeitsdifferenz kann, wie F. Volz [22] zeigt, ebenfalls Trübungsunterschiede vortäuschen. Es ist allerdings nicht bekannt, wie hoch hinauf der Feuchtigkeitsunterschied in der unteren Luftschicht besteht, da er nur aus Bodenbeobachtungen nachgewiesen worden ist.

Niedriger als in Binningen ist die Trübung vor allem auf der Chrischona (Standort 6, 495 m ü. M.): die Differenz $\Delta B = -0{,}062$

entspricht, wie noch gezeigt werden soll, ziemlich genau der vertikalen Abnahme der Trübung. Die Meßstelle Wenkenhof (Standort 5), am Westfuß der Chrischona, liegt auf der gleichen Höhe wie Binningen. Die etwas geringere Trübung ist wohl darauf zurückzuführen, daß die aus Osten herangeführte Industrietrübung um die 200 m höhere Chrischona herumfließt und nicht in ihren Windschatten gelangt.

Zur Verteilung der Trübung sei noch Folgendes bemerkt: Das Kantonale Chemische Laboratorium der Stadt Basel führt mit Haftfolien nach Diem laufend Staubniederschlagsmessungen durch. Die Jahreszeitenmittelwerte dieser Messungen für 1965 ergaben [20]: bei Lebensmittelfabrik Thomy & Franck 125 mg/m²/Tag, bei Barfüßerkirche (Stadtmitte) 106 mg/m²/Tag und in Binningen (Observatorium) 70 mg/m²/Tag.

Als Quotienten der ersten beiden Werte zum Wert in Binningen sowie als entsprechende Quotienten der Trübungskoeffizienten ergeben sich:

Thomy & Franck/Binningen	für Staub 1,79, für *B* 1,27
Barfüßerkirche/Binningen	für Staub 1,51, für *B* 1,14

Dieser Vergleich besagt in durchaus plausibler Weise, daß sich in der Nähe der Quellen industrieller Aerosole mehr trübende Teilchen niederschlagen, als es ihrer aus der Junge-Potenzverteilung errechneten Menge entspräche. Diese Potenzverteilung als statistische Verteilung im Gleichgewichtszustand kommt erst durch den Ausfall der hauptsächlich großen Teilchen zustande.

5.3. Die Abnahme der Trübung mit der Höhe

Wie bereits erwähnt, führten uns die Meßfahrten auch auf die St. Chrischona, etwa 500 m ü. M., nordöstlich der Stadt. Auf der Strecke 4—6 (Abb. 7) hatten wir vier Meßstellen: Bäumlihof (Standort 4, BH, 260 m ü. M.), Wenkenhof (Standort 5, WH, 331 m), Bettingen (Bet, 376 m) und Chrischona (Standort 6, Chr, 495 m). Da auf dieser Strecke auf der Hin- und Rückfahrt gemessen wurde, konnten die gemittelten Werte jeweils auf den Zeitpunkt der Messung auf der Chrischona bezogen werden; das zweimalige Befahren der Strecke nahm etwa 20 Minuten in Anspruch. Abb. 9 zeigt die aus diesen Messungen abgeleitete mittlere Abnahme der Trübung mit der Höhe. Es sind darin auch die Trübungsdifferenzen eingetragen, die durch Messungen auf drei höheren Gebäuden und an ihrem Fuß bestimmt wurden. Diese Gebäude sind in Abb. 7 eingezeichnet: *A* der Siloturm in Kleinhüningen, 55 m, *B* der Wasserturm auf dem Bruderholz, 35 m, und *C* das Hochhaus in der Innenstadt, 40 m hoch.

Die Abnahme der Trübung, hergeleitet aus den Messungen auf dem Siloturm, stimmt gut mit der Abnahme bei Chrischona überein, die Messungen in der Innenstadt ergeben einen etwas größeren Gradienten, vermutlich infolge vermehrter Trübung in Bodennähe durch Heizung und Verkehr. Die Meßresultate auf dem Wasserturm passen ebenfalls ins Bild, wenn man sie in der entsprechenden Höhe über Meer einträgt.

Trübungsmessungen in Locarno am 23. Januar 1963 (nach Schönbächler und Valko [27]) bieten eine interessante Vergleichsmöglichkeit. Von diesen Autoren wurde, aufgrund wiederholter Meß-

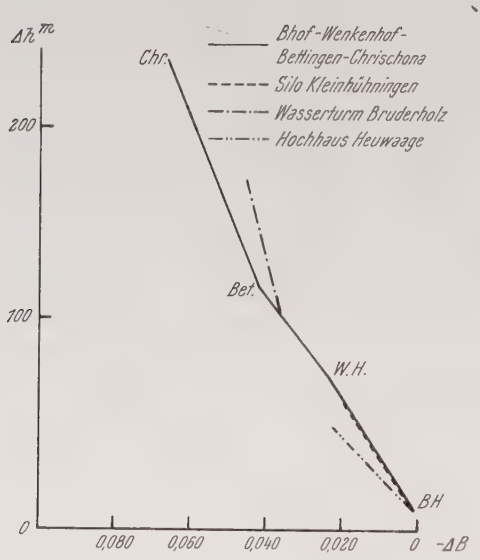

Abb. 9. Abnahme der Trübung mit der Höhe. Beobachtungen auf der Fahrt auf die St. Chrischona sowie auf höheren Gebäuden

fahrten im Laufe eines Tages, die Umschichtung des Dunstes untersucht. In Abb. 10 sind die Trübungsverteilungen in der Vertikalen um 9.22 und 10.22 Uhr MEZ in Locarno, die von Chrischona am 9. März 1966, die stärkste in Basel gefundene Trübungsabnahme, sowie die durchschnittliche Höhenverteilung in Basel dargestellt. Die Trübungsverteilung um 9.22 Uhr in Locarno weist einen viel größeren Gradienten auf, als er in Basel je beobachtet werden konnte; bis 10.22 Uhr änderten sich die Verhältnisse sehr stark. Die Abnahme der Trübung in 100 m relativer Höhe innerhalb einer Stunde, $\Delta B = 0{,}075$, war ebenfalls wesentlich größer als entsprechende Änderungen in Basel. Während die Basler Messungen nur eine Höhendifferenz von 235 m umfassen, reichen diejenigen von Locarno bis 1000 m hinauf und umfassen damit eine Höhendifferenz von 660 m

(Valko [2b]). Valko fand zwischen Locarno-Monti (380 m) und Monte Bré (1040 m) Trübungsgradienten von etwa 0,01 pro 100 m. Natürlich nimmt der Gradient mit zunehmender Höhe stark ab, wie es auch der nach unten konvexe Verlauf der Verteilungskurve auf

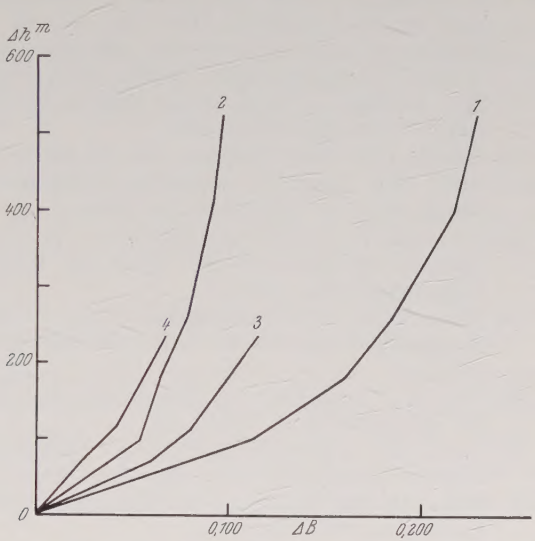

Abb. 10. Abnahme der Trübung mit der Höhe in Locarno am 23. Januar 1963 um 9.22 Uhr (1) und um 10,22 Uhr (2), in Basel am 9. März 1966 (3) sowie die durchschnittliche Abnahme in Basel (4)

der Chrischona andeutet. Es ist auch zu beachten, daß Locarno-Monti etwa 180 m über der Stadt Locarno liegt und daher vom Stadteinfluß einigermaßen frei ist. In [21] wurden dagegen Messungen behandelt, die in der Stadt Locarno durchgeführt wurden.

Der Verfasser möchte zum Schluß Herrn Dr. Max Bider, der ihm bei der Durchführung dieser Arbeit unermüdlich mit Rat und Ermunterung zur Seite stand, herzlichst danken. Sein Dank gilt auch Herrn Prof. W. Becker und Herrn PD. Dr. W. Schüepp für wertvolle Ratschläge. Die Aktinometermessungen, die vorwiegend während des Internationalen Geophysikalischen Jahres durchgeführt wurden, sind durch die finanzielle Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglicht worden.

Literatur

1. Schüepp, W.: Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **1**, 257—346 (1949).

2 a. Valko, P.: Vereinfachtes Auswerteverfahren für die Schüeppsche Methode zur Bestimmung der atmosphärischen Trübung. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **11**, 75—107 (1961).

2b. VALKO, P.: Untersuchung über die vertikale Trübungsschichtung der Atmosphäre. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **11,** 143—210 (1961).
3. KRAMMER, M.: Untersuchung der atmosphärischen Trübung in Basel. Inauguraldissertation, vollständige Fassung. Als Manuskript an der Universitätsbibliothek in Basel.
4. ÄNGSTRÖM, A.: On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation. I.: Geogr. Ann. **11,** 156—166 (1929), II: Geogr. Ann. **12,** 130—159 (1930).
5. SCHÜEPP, W.: L'étude de trouble atmosphèrique sous ses aspects physiques, optiques et climatologiques. (Manuskript, unveröffentlicht.)
6. MIE: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. Ann. d. Phys. **25,** 377 ff. (1908).
7. PENNDORF, R.: New Tables of Mie Scattering Functions for Spherical Particles. Pt. 6: Total Mie Scattering Coefficients for Real Refractive Indices. Geoph. Res. Pap. **45,** Cambridge, Mass.
8. PENNDORF, R.: Scattering Coefficients for Absorbing and Non-Absorbing Aerosols. AFCRL-TN-60-667 Techn. Rep. RAD-TR-60-27 RAD Avco Corp. Wilmington, Mass. 1960.
9. JUNGE, CHR.: Gesetzmäßigkeiten in der Größenverteilung atmosphärischer Aerosole über dem Kontinent. Ber. Dt. Wett.dienst US-Zone **5** (35), 261—275 (1952).
10. VOLZ, F.: Die Optik und Meteorologie der atmosphärischen Trübung. Ber. Dt. Wett.dienst **2,** 13 (1954).
11. BIDER, M.: Ergebnisse zweijähriger Sichtbeobachtungen in Basel. Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges., 296—298 (1931).
12. BIDER, M.: Der Tagesgang des Dampfdrucks in Basel. Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges., 106—110 (1952).
13. BIDER, M.: Ergebnisse der eineinhalbjährigen Registrierung der Anzahl der Kondensationskerne in Basel. Geofis. Pur. Appl., **29,** 178—191 (1954).
14. FOITZIK, L., und H. HINZPETER: Sonnenstrahlung und Lufttrübung. Leipzig: Akad. Verlagsges. 1958.
15. Annalen der Schweiz. Meteor. Zentralanstalt. Bde. 1958, 1959, 1960. Zürich.
16. VOLZ, F.: Abschätzungen über einige Quellen des atmosphärischen Aerosols. Geofis. Pur. Appl. **36,** 138—147 (1957).
17. BAUR, F.: Einführung in die Großwetterkunde. Wiesbaden: Diederichsche Verl. 1948.
18. SCHÜEPP, M.: Die Klassifikation der Witterungslagen. Geofis. Pur. Appl. **44,** 242—248 (1959).
19. VOLZ, F.: Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunsttrübung. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **10,** 100—131 (1959).
20. Bericht über die Lebensmittel-Kontrolle im Kanton Basel-Stadt während des Jahres 1965. Kant. Chem. Labor. Basel. 1966.
21. SCHÖNBÄCHLER, M., und P. VALKO: Trübungsmessungen in der Stadt Locarno und ihrer Umgebung sowie auf einer Alpenfahrt. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **14,** 81—93 (1965).
22. VOLZ, F.: Sonnenphotometer. Anleitung zu Messung und Auswertung. Hektographie. 1962.

Anschrift des Verfassers: MARTIN KRAMMER, Astronomisch-Meteorologische Anstalt, CH-4102 Binningen.

Printed in Austria

Curriculum vitae

Am 5. Juli 1935 wurde ich, MARTIN AUGUST LÀSZLÒ KRAMMER, in Pressburg (Tschechoslowakei) als Sohn des Dr. JENÖ KRAMMER, heute Dozent für Germanistik an der Universität Budapest, und seiner weiland Gemahlin JOLAN geb. VÖLGYI geboren. Die Primarschule besuchte ich in Szeged, die Mittelschule, humanistisches Gymnasium, in Budapest, wo ich 1953 die Reifeprüfung ablegte. Von 1953 bis 1957 studierte ich an der Universität Budapest Meteorologie und als Nebenfächer Mathematik und Experimentalphysik. Dabei besuchte ich die Vorlesungen und Übungen der Herren: Doz. Dr. MIKOLÁS (Mathematik), Doz. Dr. BAINTNER und Prof. Dr. PÒCZA (Experimentalphysik), Doz. Dr. SZABÒ (Mechanik) sowie im Hauptfach Meteorologie Prof. Dr. DÉSI, Doz. Dr. DOBOSI, Dr. BÉLL, Dr. TAKÁCS, Dr. FELMÉRY, Dr. KULIN und Dr. ERDÖS. Nach meiner Übersiedlung in die Schweiz immatrikulierte ich mich im Wintersemester 1958 an der Universität Basel. Hier habe ich neben der Absolvierung der physikalischen Praktika (zwei Semester Anfänger- und ein Semester Fortgeschrittenenpraktikum) Vorlesungen der Herren Prof. Dr. W. BECKER und Prof. Dr. U. W. STEINLIN in Astronomie sowie Prof. Dr. J. GANTNER und Prof. Dr. H. REINHARDT über Kunstgeschichte besucht.

Seit 1957 bin ich als Assistent an der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt der Universität Basel tätig. In den Jahren 1958—1960 nahm ich an der Durchführung des Strahlungsforschungsprogrammes des Internationalen Geophysikalischen Jahres teil. Seit 1961 bin ich vor allem mit klimatologischen Problemen beschäftigt. Unter der Anleitung von Herrn Dr. M. BIDER habe ich seit 1960 die vorliegende Dissertation angefertigt.